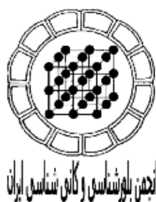
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارۀ سوم، پاییز ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۴۹۷ تا ۵۰۸



فرایندهای ماگمایی در ارتباط با تشکیل سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی ائوسن کوه کلوت قندهاری (شمال غرب انارک، استان اصفهان)

مرضیه غدیرپور[۱]، قدرت ترابی*[۱]، مرجان قادری[۱]، فرشته بیات[۱]، نرگس شیردشت زاده[۲]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- بخش زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۹/۱۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۱۱/۲۶)

چکیده: کوه کلوت قندهاری در حدود ۴۰ کیلومتری شمال غرب انارک (استان اصفهان) واقع است. این منطقه بخشی از ایران مرکزی است و در غرب قطعه یزد و نزدیک به افیولیت عشین و محل عبور گسل کویر بزرگ قرار دارد. در شمال غرب انارک، مجموعه افیولیتی عشین، با سنگ آهک‌های پالئوسن پوشانده شده و با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن قطع گردیده است. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نیز با استوک گابرویی-دیوریتی ائوسن پسین قطع شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری بیشتر از نوع آندزیت بوده که در نمونه دستی از خاکستری تیره تا روشن متغیر بوده و دارای بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت هستند. بافت‌های پورفیری، خال خال، جریانی، غربالی و گلومروپورفیری مهم‌ترین بافت‌ها هستند. درشت‌بلورهای سازنده این آندزیت‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و کلینوپیروکسن هستند و زمینه سنگ نیز از این کانی‌ها و نیز سانیدین، مگنتیت و آپاتیت تشکیل شده است. کانی‌های زئولیت،کلریت، اپیدوت، سریسیت، کائولینیت و کلسیت نیز کانی های ثانویه ناشی از دگرسانی هستند. نتایج تجزیه شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که پلاژیوکلازها از نوع آندزین تا لابرادوریت (مقدار آنورتیت ۳۰/۱ تا ۵۲/۳ درصد)، پتاسیم فلدسپارها از نوع سانیدین (مقدار ارتوکلاز ۶۸/۶ تا ۷۱/۳ درصد)، آمفیبول‌ها کلسیمی و از نوع پارگاسیت (با عدد منیزیم ۰/۵۸ تا ۰/۷۱) و کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید (با عدد منیزیم ۰/۹۱ تا ۰/۹۳) هستند. داده‌های زمین شیمیایی سنگ کل عناصر اصلی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بیشتر از نوع آندزیت و تراکی‌آندزیت‌های آهکی قلیایی هستند. درنمودارهای سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، نمونه ها غنی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و فقیر از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE؛ چون Ti, Ta, Nb) هستند که مشخصه‌ای از فعالیت ماگمایی در ارتباط با فرورانش است. داده‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای اولیه سازنده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن این منطقه از ذوب‌بخشی با درجه متوسط یک اسپینل لرزولیت گوشته سنگ کره ای به‌دست آمده‌اند. دلیل رخداد این فعالیت آتشفشانی نیز به احتمال بسیار فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس پیرامون خردقاره شرق- ایران مرکزی (پوسته اقیانوسی عشین و نایین) است. این سنگ‌ها از نظر محیط زمین‌ساختی شبیه سنگ‌های موجود در قوس‌های آتشفشانی هستند.

واژه‌های کلیدی: *سنگ‌های آتشفشانی ائوسن؛ آندزیت؛ آهکی قلیایی؛ کوه کلوت قندهاری؛ انارک؛ ایران مرکزی.*

مقدمه

ایران زمین به عنوان بخشی از نوار مرکزی- غربی سامانه کوهزایی آلپ- هیمالیا به دلیل همگرایی صفحه‌ها [۱-۷]، محل فعالیت‌های ماگمایی (آتشفشانی و نفوذی) گسترده‌ای به‌ویژه در دوران سنوزوئیک بوده است. شدت و اهمیت این رخداد در بخش‌های مختلف ایران دیده می‌شود. در ایران مرکزی و در

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۳۰۹۲۷۷۹، نمابر: ۰۳۱۳۷۹۳۲۱۵۳ ، پست الکترونیکی: Torabighodrat@sci.ui.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.6.1]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.497]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.6.1]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.497]

بخش‌های غربی قطعه یزد نیز، فعالیت آتشفشانی و آذرین نفوذی در ارتباط با ائوسن را می‌توان دیده که ماگمایی آن ویژگی زمین شیمیایی مربوط به مناطق فرورانش را دارد [۸]. سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی ممکن است دارای بیگانه سنگ‌هایی باشند که بررسی آنها سهم بسیار مهمی در دانش سنگ‌شناسی و درک ماهیت بخش‌های مختلف گوشته و پوسته دارد. بیگانه سنگ‌ها با ماگما از گوشته و بخش‌های مختلف پوسته حمل شده و به سطح زمین می‌رسند. بیشتر بیگانه سنگ‌ها ترکیب کانی‌شناسی اولیه و شرایط ترمودینامیکی دما و فشار تشکیل خود را حفظ می‌کنند [۹]. بررسی این سنگ‌ها، پنجره‌ای مستقیم برای شناسایی ترکیب سنگ کره و بخش‌های عمیق پوسته‌ای است. بررسی بیگانه سنگ‌های رخنمون‌یافته در سطح زمین نشان می‌دهد که پوسته در بخش میانی بیشتر از سنگ‌های دگرگونی رخساره آمفیبولیت تشکیل شده است و سنگ‌های رخساره گرانولیت، بیشتر تشکیل‌دهنده پوسته پیشین هستند [۱۰، ۱۱].

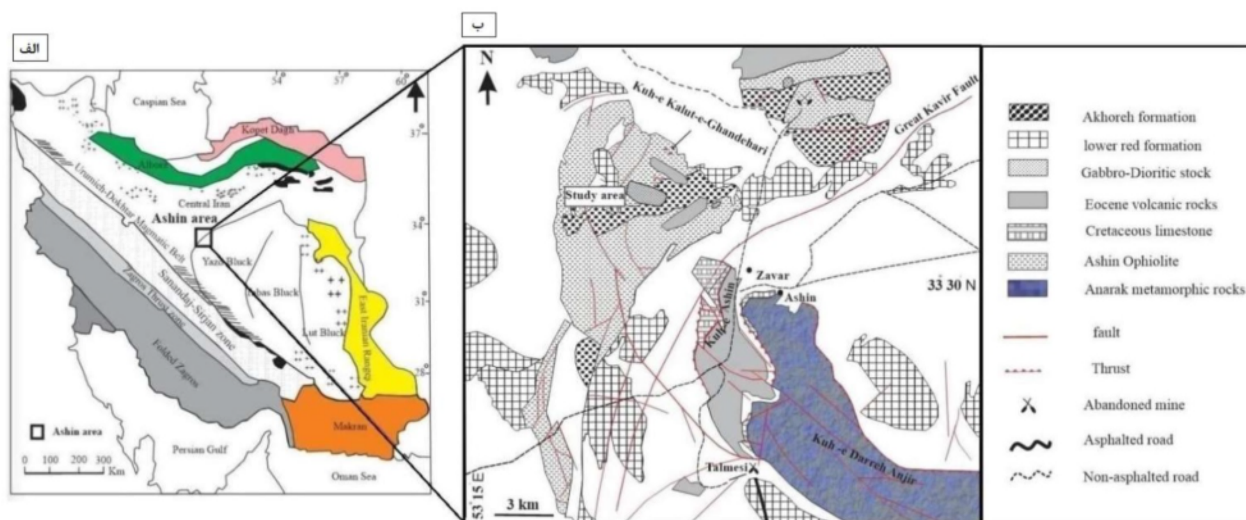
زمین شناسی عمومی منطقه

کوه کلوت قندهاری در شمال غرب عشین (شمال غرب انارک) واقع است (شکل ۱). این منطقه در تقسیمات زمین‌شناسی ایران، جزئی از ایران مرکزی است و در کناره غربی قطعه یزد (نایین) قرار دارد [۱۲] (شکل ۱). وجود کانسارها و نشانه‌های معدنی و رخداد فعالیت ماگمایی ائوسن در شمال غرب انارک ارتباط تنگاتنگی با گسل‌های اصلی منطقه دارند. وجود گسل های متعدد با راستاها و شیب‌های مختلف در این ناحیه، منطقه‌ای مستعد را برای فعالیت ماگمایی و کانه‌زایی فراهم آورده است. گسل کویر بزرگ (راستای احتمالی گسل درونه)، بابا بزرگی و راندگی اصلی انارک از مهم‌ترین گسل‌های اصلی منطقه هستند.

مهم‌ترین واحدهای سنگی موجود در کوه کلوت قندهاری شامل افیولیت عشین، سنگ آهک‌های پالئوسن، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، استوک گابرو-دیوریت، سازند قرمز پایینی و سازند آخوره هستند.

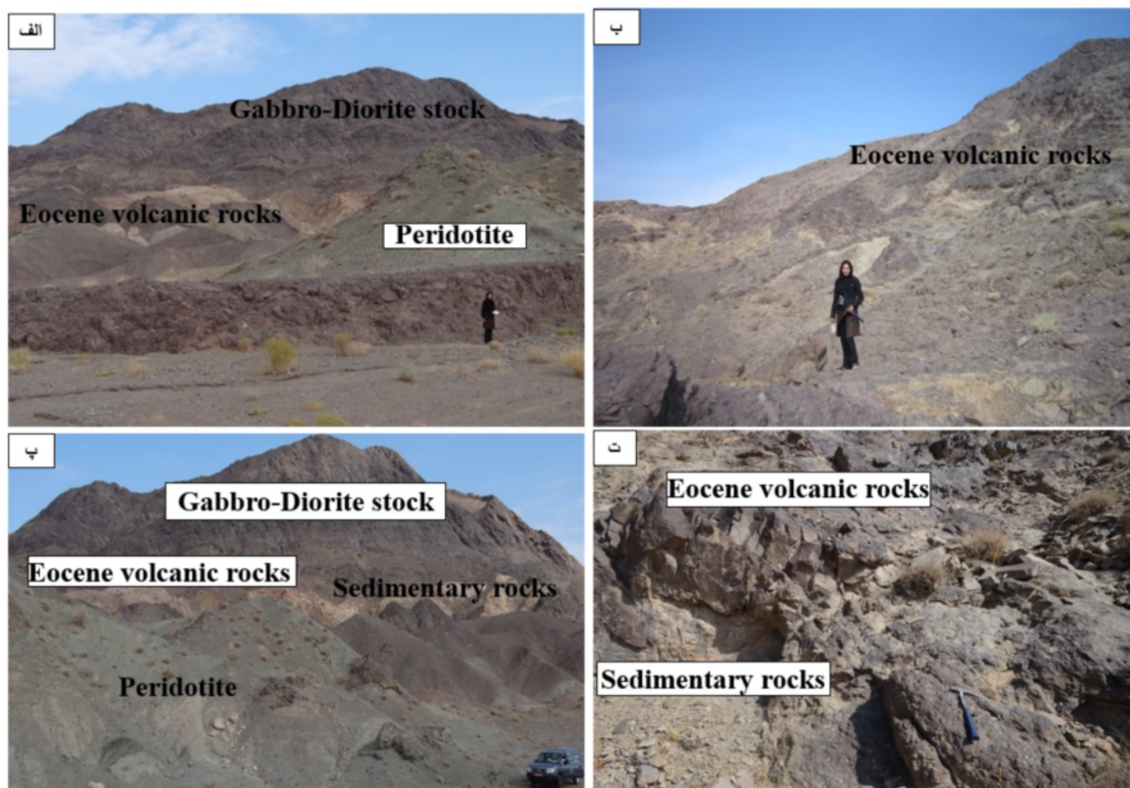
مجموعه افیولیتی عشین از واحدهای سنگی پریدوتیت و پریدوتیت‌های سرپانتینی شده گوشته (هارزبورگیت، دونیت و لرزولیت)، توده‌های نفوذی گابرویی، پیروکسنیت، دایک‌های دیابازی، مجموعه دایک‌های ورقه‌ای، رودینگیت، گدازه‌های بالشی، پلاژیوگرانیت‌ها، لیستونیت و سنگ‌های دگرگونی (دایک‌های آمفیبولیتی برگواره، آمفیبولیت و اسکارن) تشکیل شده است.

سنگ آهک‌های موجود در کوه کلوت قندهاری براساس بررسی فسیل‌شناسی به دو دسته تقسیم می‌شوند: ۱- سنگ آهک‌های لجه‌ای پالئوسن پیشین و ۲- سنگ آهک‌های دریابن پالئوسن پایانی که دارای فسیل‌های شاخصی چون *Miscellanea miscella*, *Miscellanea* cf., *dukhani*, *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp. هستند. بر اساس بررسی‌های سراکیل [۱۳]، این سنگواره‌ها بیانگر بخش پایانی پالئوسن پسین هستند.



شکل۱ الف- نقشه پهنه‌های ساختاری ایران برگرفته از مرجع [۱۲] با کمی تغییرات و موقعیت منطقه عشین. ب- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه کوه کلوت قندهاری (شمال غرب انارک).

تعیین سن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه انارک به روش K-Ar اعداد ۴۲ تا ۵۳ میلیون سال (ائوسن پیشین تا میانی) را ارائه کرده است [۱۴]. این اعداد با روابط صحرایی واحدهای سنگی منطقه همخوانی دارد (شکل ۲). سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه انارک تا عشین دارای ترکیب ماگمایی گسترده شامل آهکی قلیایی [۱۵-۱۸]، آهکی قلیایی پتاسیم بالا [۱۹] و شوشونیتی [۲۰] هستند. سنگ‌های آتشفشانی کوه کلوت قندهاری دارای بیگانه سنگ‌هایی از جنس آمفیبولیت با اندازه‌های متفاوت هستند (شکل۳).



شکل ۲ تصاویر صحرایی منطقه کلوت قندهاری: الف- سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به همراه استوک گابرویی- دیوریتی و واحدهای پریدوتیتی، ب- نمایی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری، پ- سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به همراه استوک گابرویی- دیوریتی، واحدهای رسوبی و پریدوتیت و ت) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به همراه واحدهای رسوبی.



شکل۳ تصاویر بیگانه سنگ‌های آمفیبولیت درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، کوه کلوت قندهاری.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.6.1]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.497]

استوک گابرویی-دیوریتی کوه کلوت قندهاری همه واحدهای سنگی قدیمی‌تر شامل افیولیت عشین، سنگ آهک پالئوسن و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده و سپس با سازند قرمز پیشین و سازند فیلیشی آخوره پوشیده شده است. سازند قرمز پیشین در این منطقه از کنگلومرای قرمز، ماسه‌سنگ و مارل تشکیل شده و براساس بررسی‌های داوود زاده [۲۱] دارای سن ائوسن-الیگوسن است. این واحد سنگی در بخش‌هایی از جنوب و شرق استوک گابرویی ـدیوریتی دیده می‌شود. سازند رسوبی آخوره نیز که یک توالی از ماسه سنگ، شیل، ماسه سنگ تیره و کنگلومرا به سن الیگوسن پیشین است [۲۱]، همه واحدهای سنگی منطقه را می‌پوشاند. بر اساس نتایج بررسی‌های صحرایی، می‌توان گفت که سن این توده نفوذی به احتمال بسیار ائوسن پسین است [۱۴] که با نتایج بازدیدها و روابط صحرایی بیان شده نیز همخوانی دارد. به این ترتیب، می‌توان گفت که زمان جایگیری احتمالی افیولیت عشین در اواخر پالئوسن و پیش از رخدادهای آذرین نفوذی دیوریتی و فعالیت آتشفشانی ائوسن بوده است.

روش بررسی

پس از تهیه مقاطع نازک و بررسی سنگ‌نگاری، نمونه‌های مناسب برای تجزیه شیمیایی کانی‌ها انتخاب شد. تجزیه شیمیایی کانی‌ها با ریزپردازنده الکترونی JEOL (EPMA) مدل JXA-8800 (WDS) با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 kV جریان 20 nA در دانشگاه کانازاوا ژاپن انجام شد. تجزیه شیمیایی سنگ کل برای تعداد ۱۰ نمونه در شرکت کانساران بینالود به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP- MS) انجام شد. برای تفکیک مقدار FeO از Fe_2O_3 از روش ارائه شده در مرجع [۲۲] استفاده شد.

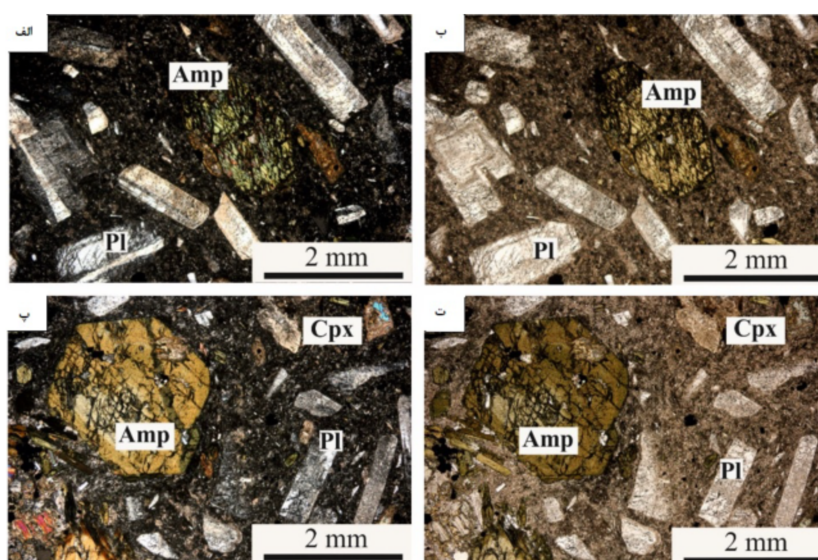
سنگ‌نگاری سنگ‌های کوه کلوت قندهاری

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در صحرا به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دیده می‌شوند. بافت‌های پورفیری و جریانی (تراکیتی) در نمونه‌های دستی این سنگ‌ها به خوبی مشخص است.

آندزیت‌ها

این آندزیت‌ها از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند و زمینه سنگ نیز از آنها و نیز سانیدین، مگنتیت و آپاتیت بوجود آمده است (شکل‌های ۴-الف و ب).

بافت پورفیری (شکل‌های ۴ پ و ت)، جریانی، پادراپاکیوی، خال خال، گلومروپورفیری و غربالی نیز در مقاطع دیده می‌شود. برخی از درشت بلورهای آمفیبول دارای میانبار پلاژیوکلاز و مگنتیت هستند. سنگ‌های آذرین منطقه گاهی طوری متبلور شده‌اند، که یک کانی کانی‌های دیگر را در بر گرفته و بافت خال خال در اثر وجود میانبارها درون درشت بلورهای در حال رشد در ماگما به وجود آمده است [۲۳]. در آندزیت‌های مورد بررسی، برخی از فلدسپارها به سوسوریت (اپیدوت، کلریت و کلسیت) و سریسیت و برخی از آمفیبول‌ها به کلریت تجزیه شده‌اند. کانی کلریت نیز در بخش‌هایی از زمینه سنگ و همچنین درون درز و شکاف‌ها دیده می‌شود.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی آندزیت‌های کوه کلوت قندهاری: الف- درشت بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در آندزیت‌های ائوسن به ترتیب در نورهای قطبیده متقاطع (XPL) و قطبیده صفحه‌ای (PPL)، پ و ت بافت پورفیری در آندزیت‌ها به ترتیب در XPL و PPL.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.6.1]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.497]

تراکی آندزیت

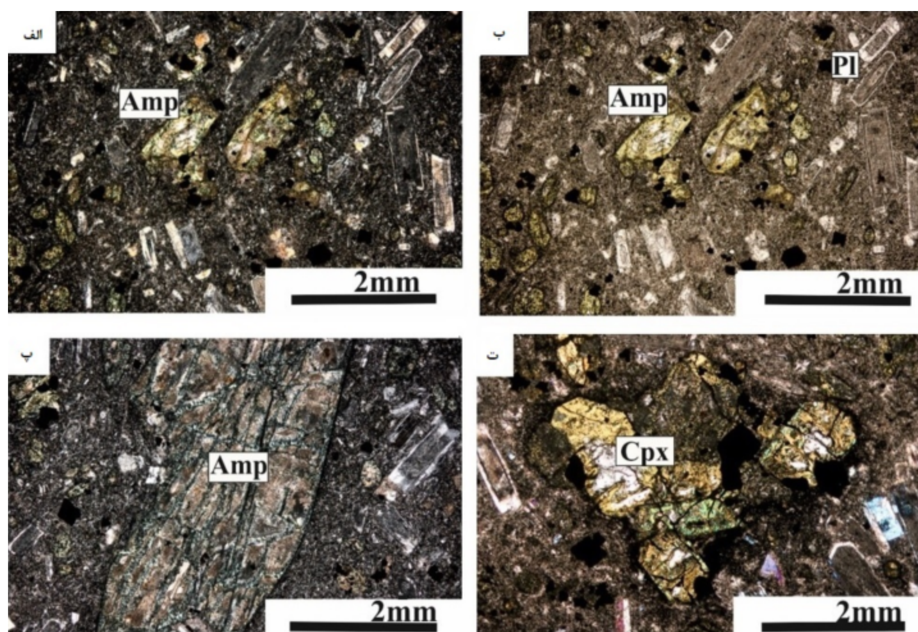
از دیگر سنگ‌های آتشفشانی موجود در کوه کلوت قندهاری، تراکی آندزیت‌ها هستند. در بررسی‌های صحرایی، ساخت این سنگ بیشتر پورفیری و جریانی بوده و دارای رنگ خاکستری تیره تا روشن است. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی نیز، بافت‌های پورفیری و گلومروپورفیری از بافت‌های سازنده این سنگ هستند (شکل ۵). دلیل تنوع بافتی‌های موجود در این سنگ‌های آتشفشانی را می‌توان به تغییرهای ناگهانی فشار، صعود سریع ماگما از گسل‌های مهم و یا رخداد پدیده‌هایی چون آلایش نسبت داد. بافت پورفیری، منطقه‌بندی بسیار مشخص در کانی‌ها و همچنین وجود بیگانه سنگ در سنگ‌های منطقه تایید کننده این امر است. درشت بلورها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و کلینوپیروکسن هستند (شکل‌های ۵ الف و ب). فراوانی فلدسپار در این سنگ نسبت به آندزیت‌ها بیشتر است. برخی از پلاژیوکلازها سریسیتی شده‌اند. در اثر دگرسانی برخی از کلینوپیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها، کانی‌های کلریت، کلسیت، مگنتیت و اپیدوت بوجود آمده‌اند (شکل ۵ پ). سانیدین، آپاتیت و مگنتیت از کانی‌های موجود در زمینه این سنگ هستند. در این سنگ‌ها، انباشت کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در بخش‌هایی از نمونه‌ها دیده می‌شود که بافت گلومروپورفیری را پدید آورده‌اند (شکل ۵ ت). پیرامون برخی از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز نیز پتاسیم فلدسپار (سانیدین) دیده می‌شود که بافت پاد راپاکیوی را تشکیل می‌دهند.

برخی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی و گاهی بافت غربالی هستند و در برخی از آن‌ها، خوردگی خلیجی نیز دیده می‌شود. بافت غربالی موجود در فلدسپارهای مورد بررسی، ناشی از کاهش فشار ناگهانی هنگام رخداد فعالیت آتشفشانی و صعود سریع ماگماست [۲۴]. در بررسی‌های سنگ نگاری به خوبی مشخص است که مرز بین کانی‌هایی چون آمفیبول و پلاژیوکلاز و همچنین کلینوپیروکسن با سایر کانی‌ها، کاملا مشخص بوده که بیانگر تعادل بین آن‌هاست.

شیمی کانی

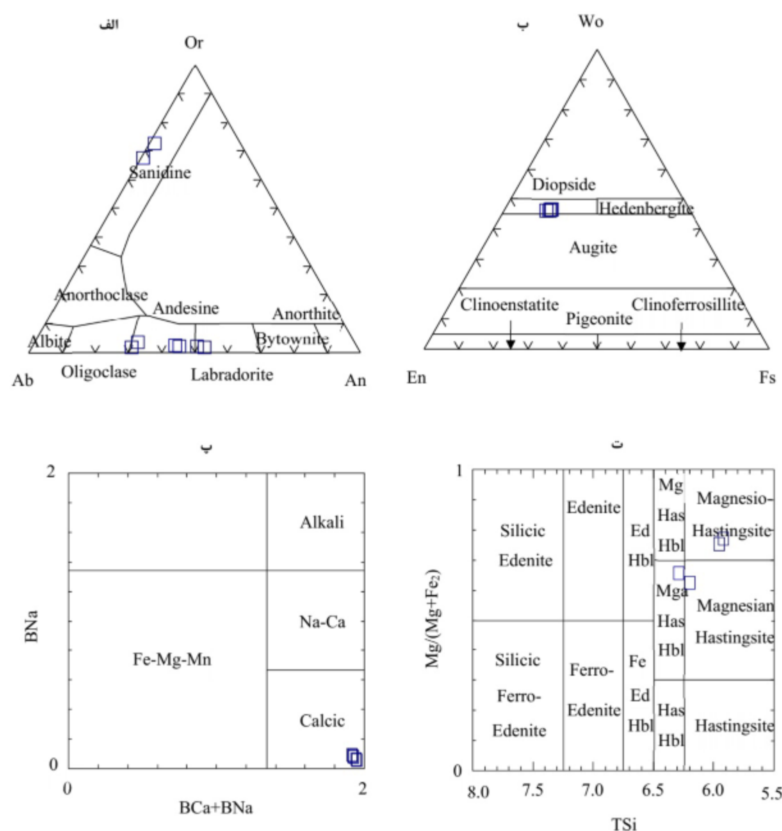
فلدسپار

موقعیت ترکیبی فلدسپارهای موجود در آتشفشانی‌های کوه کلوت قندهاری در نمودار An- Ab- Or آورده شده است (شکل ۶ الف) [۲۵]، گستره ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها (جدول ۱) از آندزین تا لابرادوریت ($An_{30.1-52.3}$) است و پتاسیم فلدسپار آن‌ها که در زمینه دیده می‌شود، از نوع سانیدین است. بررسی داده‌های ریزپردازشی پلاژیوکلاز نشان می‌دهد که درشت بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی عادی دارند و مقدار کلسیم آن‌ها از مرکز به لبه کاهش و سدیم آن‌ها افزایش می‌یابد.



شکل۵ تصاویر میکروسکوپی از تراکی آندزیت‌های کوه کلوت قندهاری: الف- آمفیبول و پلاژیوکلاز درشت‌بلور در XPLف ب- همان تصویر در PPL، پ- بلور آمفیبول که به کلسیت و کلریت تبدیل شده است در XPL و ت- بافت گلومروپورفیری در اثر انباشت کلینوپیروکسن‌ها در XPL.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.6.1]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.497]



شکل ۶ الف- نمودار تقسیم بندی فلدسپارها [۲۵]، ب- نمودار تقسیم‌بندی کلینوپیروکسن‌ها [۲۷]، پ وت-نمودار تقسیم بندی آمفیبول‌ها [۲۶] برای کانی‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی (برپایۀ wt%) و محاسبه فرمول ساختاری (بر حسب apfu) فلدسپارهای موجود در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری بر اساس ۸ اتم اکسیژن.

شماره نمونه	۲۱۱-۸۰	۲۱۱-۸۰	۲۱۲-۸۰	۲۱۲-۸۰	۲۱۲-۸۰	۲۱۲-۸۰	۲۱۱-۸۰	۲۱۱-۸۰
شماره تجزیه	۱۵	۱۶	۳۴۲	۳۴۴	۳۴۶	۳۴۸	۱۳	۱۸
نوع کانی	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	San	San
SiO_2	۵۵٫۰۳	۶۰٫۴۲	۵۷٫۲۴	۶۰٫۷۹	۵۵٫۰۳	۶۰٫۴۲	۶۶٫۵۲	۶۵٫۷۳
TiO_2	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰۲	۱٫۱۲
Al_2O_3	۲۸٫۱۹	۲۴٫۹۳	۲۷٫۱۴	۲۴٫۶۸	۲۸٫۱۹	۲۴٫۹۳	۱۸٫۲۰	۱۸٫۵۰
FeO*	۰٫۳۸	۰٫۱۶	۰٫۳۲	۰٫۲۶	۰٫۳۸	۰٫۱۶	۰٫۰۹	۰٫۲۷
MnO	۰٫۰	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰
MgO	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
CaO	۱۰٫۴۲	۶٫۳۰	۹٫۰۶	۶٫۴۶	۱۰٫۴۲	۶٫۳۰	۰٫۱۹	۰٫۳۰
Na_2O	۵٫۵۸	۷٫۹۰	۶٫۰۳	۷٫۴۸	۵٫۵۸	۷٫۹۰	۳٫۳۵	۲٫۹۰
K_2O	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۳۲	۰٫۵۹	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۱۱٫۴۹	۱۱٫۶۳
مجموع	۱۰۰	۱۰۰٫۰۶	۱۰۰٫۱۵	۱۰۰٫۲۹	۱۰۰	۱۰۰٫۰۶	۹۹٫۹	۱۰۰٫۵
Si	۲٫۴۹	۲٫۶۹	۲٫۵۷	۲٫۷۰	۲٫۴۸	۲٫۵۸	۳٫۰۲	۲٫۹۸
Al	۱٫۵۰	۱٫۳۱	۱٫۴۳	۱٫۲۹	۱٫۵۰	۱٫۴۱	۰٫۹۷	۰٫۹۹
Fe^{2+}	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۰۱
Ti	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۴
Mn	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Mg	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Ca	۰٫۵۰	۰٫۳۰	۰٫۴۴	۰٫۳۱	۰٫۵۲	۰٫۴۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Na	۰٫۴۹	۰٫۶۸	۰٫۵۲	۰٫۶۵	۰٫۴۶	۰٫۵۴	۰٫۳۰	۰٫۲۶
K	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۶۷	۰٫۶۷
کاتیون ها	۵٫۰۲	۵٫۰۱	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۵٫۰	۵٫۰	۴٫۹۷	۴٫۹۵
Ab	۴۸٫۳۰	۶۸٫۱۰	۵۳٫۶۰	۶۵٫۵۰	۴۶٫۰	۵۴٫۵۰	۳۰٫۴۰	۲۷٫۱۰
An	۴۹٫۸۰	۳۰٫۱۰	۴۴٫۵۰	۳۱٫۲۰	۵۲٫۳۰	۴۲٫۹۰	۱٫۰	۱٫۶۰
Or	۲٫۰	۱٫۸۰	۱٫۸۰	۳٫۴۰	۱٫۷۰	۲٫۶۰	۶۸٫۶۰	۷۱٫۳۰

آمفیبول

بررسی شیمی آمفیبول‌های سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری نشان می‌دهد که MgO آن‌ها از ۱۱٫۳۶ تا ۱۳٫۳۰ درصد وزنی بوده و Al_2O_3 آنها نیز از ۱۱٫۵۸ تا ۱۴٫۱۳ درصد وزنی در تغییر است. مقدار *FeO برابر با ۱۱٫۶۰ تا ۱۵٫۰۸ درصد وزنی بوده و آنها دارای TiO_2 به نسبت پسین از ۲٫۱۹ تا ۲٫۷۹ درصد وزنی هستند (جدول ۲). با توجه به نمودار پیشنهادی لیک و همکاران [۲۶]، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی کوه کلوت قندهاری کلسیمی و از نوع پارگاسیت، فروپارگاسیت و هورنبلند پارگاسیتی هستند (شکل های ۶ پ و ت).

کلینوپیروکسن

بررسی ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری (جدول ۳) نشان می‌دهد که MgO آن‌ها از ۱۳٫۶۰ تا ۱۴٫۵۰ درصد وزنی، TiO_2 از ۰٫۵۰ تا ۰٫۵۸ درصد وزنی و Al_2O_3 از ۲٫۱۳ تا ۳٫۱۰ درصد وزنی متغیر است که بر اساس این داده‌ها و نمودار رده‌بندی کلینوپیروکسن‌ها می‌توان گفت که آنها از نوع دیوپسید هستند (شکل ۶ ب) [۲۷].

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی (بر حسب wt%) و محاسبه فرمول ساختاری (بر حسب apfu) آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری بر اساس ۲۳ اکسیژن.

شماره نمونه	۲۱۱-۸۰	۲۱۲-۸۰	۲۱۲-۸۰	۲۱۲-۸۰
شماره تجزیه	۱۲	۳۴۰	۳۴۵	۳۴۹
نوع کانی	Amp	Amp	Amp	Amp
SiO_2	۴۰٫۴۳	۴۰٫۷۴	۴۱٫۷۰	۴۲٫۷۶
TiO_2	۲٫۲۲	۲٫۴۵	۲٫۷۹	۲٫۲۰
Al_2O_3	۱۳٫۹۸	۱۴٫۱۴	۱۱٫۵۸	۱۱٫۸۳
FeO*	۱۲٫۳۰	۱۱٫۶۱	۱۵٫۰۹	۱۴٫۵۶
Cr_2O_3	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
MnO	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۵۱	۰٫۴۰
MgO	۱۳٫۳۱	۱۳٫۳۶	۱۱٫۳۸	۱۱٫۷۸
CaO	۱۱٫۹۱	۱۲٫۰۱	۱۱٫۴۷	۱۱٫۴۶
Na_2O	۲٫۴۳	۲٫۳۴	۲٫۵۰	۲٫۲۸
K_2O	۱٫۰۹	۱٫۳۰	۱٫۱۴	۱٫۰۱
مجموع	۹۷٫۸۰	۹۸٫۰۸	۹۸٫۱۶	۹۸٫۲۹
TSi	۵٫۹۷	۶٫۰	۶٫۲۷	۶٫۳۷
TAl	۲٫۰۳	۲٫۰	۱٫۷۳	۱٫۶۳
T_مجموع	۸	۸	۸	۸
CAl	۰٫۴۰	۰٫۴۵	۰٫۳۲	۰٫۴۴
CCr	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
CFe3	۰٫۲۳	۰٫۰۹	۰٫۰	۰٫۰
CTi	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۳۲	۰٫۲۵
CMg	۲٫۹۳	۲٫۹۳	۲٫۵۵	۲٫۶۲
CFe^{2+}	۱٫۱۹	۱٫۲۵	۱٫۸۱	۱٫۶۹
C_مجموع	۵٫۰	۵٫۰	۵٫۰	۵٫۰
BFe^{2+}	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۲
BMn	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۵
BCa	۱٫۸۹	۱٫۹۰	۱٫۸۵	۱٫۸۳
B_مجموع	۲٫۰	۲٫۰	۲٫۰	۲٫۰
ANa	۰٫۷۰	۰٫۶۷	۰٫۷۳	۰٫۶۶
AK	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۲۲	۰٫۱۹
A_مجموع	۰٫۹۰	۰٫۹۱	۰٫۹۵	۰٫۸۵
cat_مجموع	۱۵٫۹۰	۱۵٫۹۱	۱۵٫۹۵	۱۵٫۸۵
oxy_مجموع	۲۳٫۰	۲۳٫۰	۲۳٫۰۹	۲۳٫۰۸
Mg#	۰٫۷۶	۰٫۷۵	۰٫۶۲	۰٫۶۵

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.6.1]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.497]

جدول۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی (بر حسب wt%)، فرمول ساختاری (برحسب apfu) کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری بر اساس ۶ اکسیژن.

شماره نمونه	۸۰-۲۱۱	۸۰-۲۱۱	۸۰-۲۱۲	۸۰-۲۱۲
شماره تجزیه	۱۴	۱۷	۳۴۱	۳۴۷
نوع کانی	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO_2	۵۱٫۲۰	۵۱٫۸۶	۵۱٫۶۵	۵۲٫۰۵
TiO_2	۰٫۵۶	۰٫۵۶	۰٫۵۸	۰٫۵۱
Al_2O_3	۳٫۱۱	۲٫۸۷	۲٫۷۶	۲٫۱۴
FeO*	۷٫۴۲	۷٫۷۱	۸٫۰۱	۷٫۷۸
Cr_2O_3	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰	۰٫۰
MnO	۰٫۲۱	۰٫۴۸	۰٫۴۲	۰٫۵۵
NiO	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰
MgO	۱۴٫۵۱	۱۴٫۰۹	۱۳٫۶۶	۱۳٫۹۶
CaO	۲۲٫۶۰	۲۲٫۲۷	۲۲٫۴۴	۲۲٫۴۶
Na_2O	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۴۲	۰٫۴۳
K_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰
مجموع	۱۰۰٫۰۲	۱۰۰٫۲۶	۹۹٫۹۴	۹۹٫۸۸
TSi	۱٫۸۹	۱٫۹۲	۱٫۹۲	۱٫۹۳
TAl	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۷
TFe^{3+}	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
M1Al	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳
M1Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱
$M1Fe^{3+}$	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴
$M1Fe^{2+}$	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۴
M1Cr	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
M1Mg	۰٫۸۰	۰٫۷۸	۰٫۷۶	۰٫۷۷
M1Ni	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
M2Mg	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
$M2Fe^{2+}$	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۶
M2Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
M2Ca	۰٫۸۹	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۸۹
M2Na	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
M2K	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
مجموع_cat	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰
Ca	۴۸٫۳۳	۴۶٫۹۷	۴۷٫۶۵	۴۷٫۴۲
Mg	۴۳٫۱۷	۴۱٫۳۵	۴۰٫۳۵	۴۱٫۰۱
Fe^{2+}_Mn	۸٫۵۰	۱۱٫۶۸	۱۲٫۰	۱۱٫۵۷
JD1	۱٫۴۲	۱٫۴۵	۱٫۶۰	۱٫۴۵
AE1	۰٫۱۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱۹
CFTS1	۴٫۱۲	۱٫۸۴	۱٫۹۶	۱٫۹۷
CTTS1	۰٫۸۳	۰٫۸۳	۰٫۸۶	۰٫۷۴
CATS1	۰٫۰	۰٫۸۲	۰٫۵۴	۰٫۰
WO1	۴۲٫۸۲	۴۳٫۱۷	۴۳٫۳۶	۴۴٫۳۶
EN1	۴۲٫۶۶	۴۱٫۰۸	۳۹٫۹۸	۴۰٫۷۱
FS1	۸٫۰۵	۱۰٫۸۱	۱۱٫۱۹	۱۰٫۵۷
Q	۱٫۸۴	۱٫۸۶	۱٫۸۶	۱٫۸۷
Mg#	۰٫۸۰	۰٫۷۹	۰٫۷۸	۰٫۷۹
J	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶
WO	۴۶٫۳۷	۴۶٫۱۴	۴۶٫۷۳	۴۶٫۴۱
EN	۴۱٫۴۱	۴۰٫۶۲	۳۹٫۵۷	۴۰٫۱۴
FS	۱۲٫۲۲	۱۳٫۲۴	۱۳٫۷۱	۱۳٫۴۵
WEF	۹۷٫۰۸	۹۷٫۲۰	۹۶٫۸۷	۹۶٫۸۲
JD	۰٫۷۴	۱٫۵۷	۱٫۶۴	۱٫۲۸
AE	۲٫۱۸	۱٫۲۳	۱٫۵۰	۱٫۹۰

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.6.1]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.497]

زمین شیمی

از میان نمونه‌های سنگ کل برای تجزیه‌های زمین‌شیمیایی، نمونه‌هایی با کمترین مقدار دگرسانی انتخاب گردیدند. با این‌حال، در بخش تفسیرهای سنگ‌شناسی سعی شد که از عناصر کم تحرک بیشتر استفاده شود. یادآوری می‌شود که بخشی از مقدار افت گرمایی (LOI) نمونه‌ها به دلیل وجود کانی‌های آبدار آذرین چون آمفیبول است. بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل (جدول ۴)، مقدار SiO_2 سنگ‌های مورد بررسی از ۵۸٫۳۲ تا ۶۳٫۹۰ درصد وزنی است که نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد نظر بیشتر از نوع حد واسط هستند. میانگین Na_2O+K_2O آنها ۶٫۰۵ درصد وزنی، میانگین TiO_2 در سنگ‌های منطقه ۰٫۷۸ درصد و Al_2O_3 نیز ۱۴٫۷۵ درصد وزنی است.

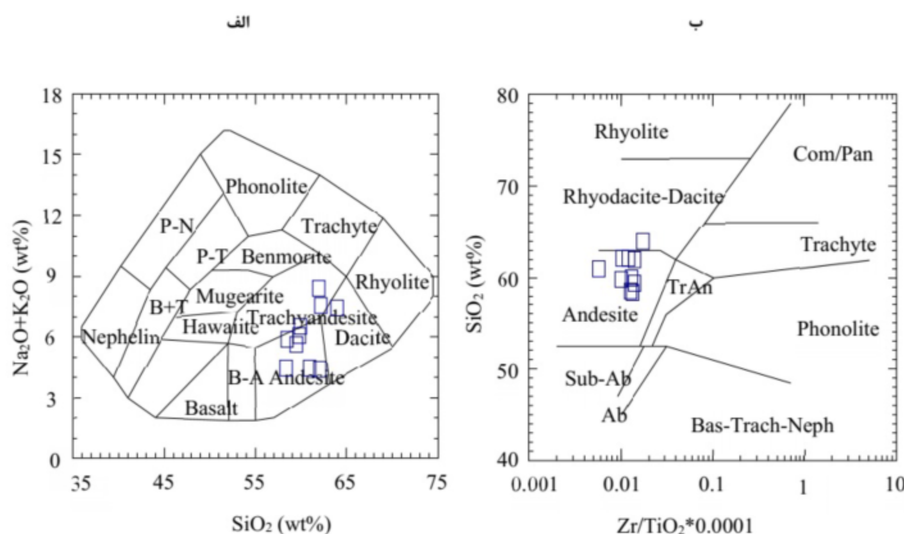
جدول ۴ نتایج تجزیه ریزپردازشی سنگ کل نمونه‌های کوه کلوت قندهاری (مقدار اکسید عناصر اصلی و LOI بر حسب درصدوزنی و مقدار عنصرهای کمیاب بر حسب ppm آورده شده است).

شماره	G10	G12	G16	G15	G7	G13	G9	G11-1	G4	G5
نوع	Andesite	Andesite	Andesite	trachy-	Andesite	Andesite	trachy-	Andesite	Dacite	trachy-
SiO_2	۵۹٫۸۱	۵۸٫۳۵	۵۸٫۴۴	۶۲٫۱۴	۶۰٫۸۷	۶۲٫۰۲	۶۱٫۹۳	۵۹٫۴۳	۶۳٫۹	۵۹٫۹۴
TiO_2	۰٫۹۲	۰٫۷۸	۰٫۷۷	۰٫۹۱	۰٫۸۲	۰٫۸۱	۰٫۷۳	۰٫۷۳	۰٫۶۱	۰٫۷۹
Al_2O_3	۱۵٫۱	۱۵٫۷۵	۱۵٫۵۵	۱۴٫۱۷	۱۳٫۸۵	۱۴٫۴۲	۱۵٫۳۸	۱۴٫۸۴	۱۴٫۹۴	۱۳٫۵۷
Fe_2O_3*	۷٫۳۳	۶٫۳	۶٫۲	۶٫۶۶	۵٫۸۱	۶٫۳	۵٫۹۸	۵٫۸۷	۴٫۹۳	۶٫۳۷
MnO	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۲۲	۰٫۱۴	۰٫۱۹	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۲
MgO	۳٫۱۶	۱٫۸۹	۱٫۷۳	۲٫۸۸	۲٫۲۲	۲٫۶۱	۲٫۳۱	۱٫۶۳	۱٫۴۵	۲٫۲۱
CaO	۵٫۶	۶٫۴۵	۶٫۵۵	۳٫۸۴	۶	۵٫۳۸	۳٫۷۱	۶٫۵۸	۴٫۸۶	۵٫۸۵
Na_2O	۴٫۰۲	۳٫۲	۳٫۵	۳٫۹۹	۳٫۳۱	۳٫۵	۴٫۶۹	۳٫۲۶	۴٫۵۱	۳٫۹۳
K_2O	۲٫۰۸	۱٫۲۵	۲٫۴	۳٫۵۸	۱٫۱۲	۰٫۹۲	۳٫۷۳	۲٫۳۳	۲٫۹۱	۲٫۵۸
P_2O_5	۰٫۳۴	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۲۷	۰٫۳۲	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۲۴	۰٫۳۸
LOI	۱٫۴۵	۵٫۵	۴٫۳۴	۱٫۲۴	۵٫۵۸	۳٫۵۳	۱٫۰۲	۴٫۷۹	۱٫۵	۴٫۱۸
Mg#	۴۶٫۰۶	۳۷٫۲۷	۳۵٫۵۹	۴۶٫۱۳	۴۳٫۰۸	۴۵٫۰۷	۴۳٫۳۴	۳۵٫۴۸	۳۶٫۸۱	۴۰٫۷۳
Cr	۲۵	۶۲	۲۵	۹۱	۳۳	۲۳	۶۸	۳۵	۵۷	۵۰
Ni	۱۳٫۲	۳۷٫۲	۱۶٫۶	۵۶٫۶	۱۶٫۷	۱۱٫۵	۳۳٫۱	۱۴	۲۵٫۶	۲۸٫۶
Co	۱۶٫۹۹	۱۴٫۳۲	۱۳٫۹۹	۱۵٫۷۸	۱۵٫۴۶	۱۳٫۷۸	۱۳٫۵۹	۱۲٫۱۹	۱۰٫۰۳	۱۳٫۴۲
V	۱۶۵	۱۱۶	۱۲۰	۱۴۷	۱۳۵	۱۳۶	۱۲۱	۱۱۸	۹۲	۱۲۸
Cu	۱۳۳	۳۰	۶۰	۱۰۳	۹۴	۹۴	۵۱	۳۵	۱۸	۴۶
Pb	۲٫۶۵	۱۱٫۳۲	۹٫۸۶	۷٫۵	۵٫۴۹	۹٫۱۸	۷٫۳۷	۱۱٫۱۹	۵٫۲۵	۵٫۴۸
Bi	۰٫۱۹	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۲۸	۰٫۱۹	۰٫۲	۰٫۲۳
Cd	۱٫۱۱	۰٫۵۲	۰٫۲۴	۰٫۷۱	۰٫۴۳	۰٫۹۲	۰٫۵۵	۰٫۳۳	۰٫۲۸	۱٫۰۳
In	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۵
Sn	۰٫۴۲	۰٫۴	۰٫۴۸	۰٫۵۶	۰٫۶	۰٫۶۱	۰٫۶	۰٫۴۷	۰٫۵۶	۰٫۶۴
W	۳٫۵۴	۳٫۱۲	۳٫۱۹	۳٫۰۸	۲٫۸۷	۳٫۲۶	۳٫۰۵	۳٫۱۱	۲٫۵۴	۳٫۱۹
Mo	۰٫۹۹	۱٫۵۳	۱٫۱۵	۱٫۷۹	۱٫۱۷	۱٫۱۲	۱٫۴۳	۱٫۲۷	۱٫۴۴	۱٫۳۶
S	۵۱	۳۷	۲۹	۳۰	۴۶	۷۱	۳۹۹	۴۳	۶۶	۴۹
As	۱۱٫۸۹	۰٫۵۱	۲٫۱۵	۱۴٫۴۴	۴٫۹۵	۱۴٫۲۲	۳٫۵۵	۲٫۳۳	۰٫۷۱	۲٫۸۶
Se	۷٫۸۹	۵٫۲۲	۴	۳٫۲	۳٫۷۲	۴٫۶۸	۳٫۸۷	۴٫۷۴	۳٫۱۴	۹٫۹
Sb	۰٫۹۴	۰٫۱۶	۰٫۴۲	۰٫۶۶	۰٫۸۵	۰٫۶۸	۰٫۷۱	۰٫۲۷	۰٫۸۳	۰٫۷۲
Te	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۳۲	۰٫۰۵	۰٫۱۲	۰٫۲۲	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۲۵
Ag	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Rb	۰٫۸۶	۲٫۳۲	۱۸٫۳۸	۴۳٫۵۱	۲٫۰۹	۱۴٫۵۸	۳۹٫۷۱	۱۸٫۴۳	۱۸٫۷۴	۳٫۰۵
Cs	۰٫۰۳	۰٫۶۱	۰٫۴۱	۰٫۶۶	۰٫۹۹	۰٫۵	۰٫۷۴	۰٫۳	۱٫۴۵	۰٫۲۲
Pr	۳٫۷۷	۳٫۹	۳٫۸۸	۴٫۱۸	۴٫۱۴	۳٫۳	۴٫۱۵	۳٫۸۲	۳٫۴	۲٫۷۴
Nd	۱۷٫۱	۱۷٫۵۶	۱۷٫۳۲	۱۸٫۵۲	۱۷٫۴۵	۱۵٫۲۵	۱۸٫۷۳	۱۶٫۹۹	۱۴٫۵۵	۱۲٫۶۲
Sm	۳٫۵۴	۳٫۶۳	۳٫۴۳	۳٫۸۸	۳٫۳۶	۳٫۲۸	۳٫۹۱	۳٫۵۵	۲٫۷۷	۲٫۵۳
Eu	۱٫۲	۱٫۰۵	۱٫۱	۱٫۳	۰٫۹۲	۱٫۰۹	۱٫۳۱	۱٫۰۶	۰٫۸۷	۰٫۸۵
Gd	۴٫۷۵	۴٫۸۶	۴٫۶۲	۴٫۹۸	۴٫۰۸	۴٫۶	۵٫۰۲	۴٫۶۷	۳٫۸۲	۳٫۹۴
Tb	۰٫۵۸	۰٫۵۶	۰٫۵۶	۰٫۵۷	۰٫۴۵	۰٫۵۳	۰٫۵۷	۰٫۵۵	۰٫۴۶	۰٫۴۶
Dy	۳٫۶۵	۳٫۴۲	۳٫۴۱	۳٫۳۷	۲٫۵۴	۳٫۱۷	۳٫۸۹	۳٫۴۱	۲٫۹۳	۲٫۹۴
Ho	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۶	۰٫۵۳	۰٫۷۲	۰٫۸۴	۰٫۷۶	۰٫۶۸	۰٫۶۹
Er	۲٫۴۴	۲٫۴۲	۲٫۲۹	۲٫۳۳	۱٫۷۲	۲٫۱۷	۲٫۵۸	۲٫۳۶	۲٫۲۱	۲٫۱۸
Tm	۰٫۴۵	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۲۷	۰٫۲	۰٫۲۶	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۲۹
Yb	۲٫۶۳	۲٫۵۷	۲٫۵۳	۲٫۳۴	۱٫۸۱	۲٫۳۲	۲٫۶۶	۲٫۵۷	۲٫۶۶	۲٫۴۲
Lu	۰٫۳۵	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۱۸	۰٫۲۲	۰٫۳	۰٫۱۸	۰٫۲۴	۰٫۲۲
Be	۰٫۴۲	۰٫۳۱	۰٫۳۴	۰٫۴۸	۰٫۵۱	۰٫۱۴	۰٫۳۸	۰٫۲۴	۰٫۴۴	۰٫۳

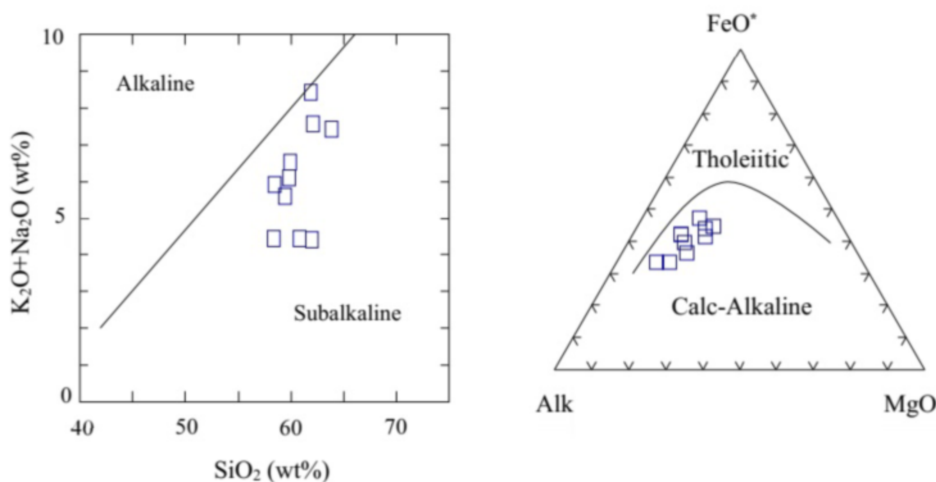
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.6.1]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.497]

از نمودار TAS (Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2) بیشتر برای سنگ‌های آتشفشانی با دگرسانی کم استفاده می‌شود [۲۸]. بر اساس این نمودار (شکل ۷)، سنگ‌های مورد بررسی بیشتر از نوع آندزیت و تراکی آندزیت هستند و یک نمونه (نمونه G4) نیز در گستره داسیت قرار دارد [۲۹، ۳۰]. نمودار SiO_2 نسبت به Zr/TiO_2 [۳۰] نیز نشان می‌دهد که اغلب نمونه‌ها آندزیت هستند و فقط یک نمونه (همان نمونه G4) داسیت است. نمونه‌های مورد بررسی سری ماگمایی نیمه قلیایی را نشان می‌دهند [۳۱] (شکل ۸ الف). براساس نمودار AFM [۳۱] نیز، نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۸ ب).

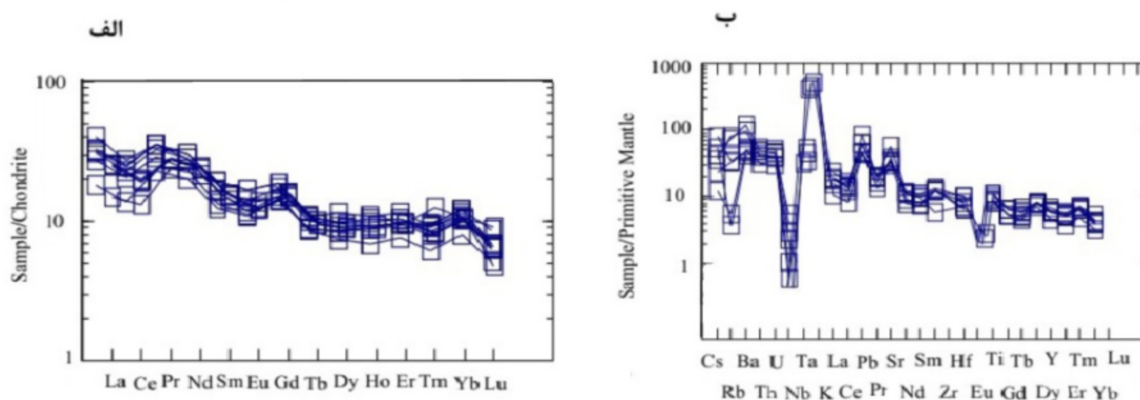
عناصر خاکی نادر مفیدترین عناصر کمیاب هستند و بررسی مقدار و تغییرات آن‌ها، کاربردهای مهم و گسترده‌ای در سنگ‌شناسی دارد [۲۸]. بر اساس نمودار سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری بهنجارشده نسبت به کندریت [۳۲]، مقدار عناصر خاکی نادر سبک (LREE)ها نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)ها بیشتر (تا حدود ۱۰ برابر) است (شکل۹ الف). Eu در این سنگ‌های آتشفشانی ناهنجاری منفی جزئی از خود نشان می‌دهد. در نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۳۲]، نوسان زیادی در فراوانی عناصر ناسازگار چون عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) دیده می‌شود. در این نمودار، عناصر Ti، Nb، Ta، Rb و Zr ناهنجاری منفی و Cs، Ba، Sr، K، U و Pb ناهنجاری مثبت نشان می‌دهند (شکل ۹ ب)، همچنین، عناصر Ti، Nb و Ta ناهنجاری منفی نشان دارند (شکل ۹ ب).



شکل ۷ الف و ب- نمودارهای نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری (نمودار برگرفته از مراجع [۲۹، ۳۰]).



شکل ۸ الف و ب- نمودارهای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری (بر گرفته از مرجع[۳۱]).



شکل ۹ نمودار سنگ‌های کوه کلوت قندهاری بهنجار شده نسبت به الف) کندریت و ب) گوشته اولیه (مقادیر عناصر کندریت و گوشته اولیه برگرفته از مرجع [۳۲]).

بحث

سنگ خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری

در نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت، شیب تغییرات عناصر خامی نادر (REE) منفی و الگوی عناصر در بخش HREEها اغلب تقریبا افقی بوده که بیانگر سنگ خاستگاه اسپینل پریدوتیتی گوشته سنگ کره‌ای است [۳۳]. فرایند دگرنهادی در اثر سیال‌های برآمده از ورقه‌ی فرورونده و آلایش پوسته‌ای از عواملی هستند که باعث افزایش مقدار LREEها نسبت به HREEها می‌شوند [۳۵،۳۴]. نمودارهای بهنجارشده سنگ‌های برآمده از تبلور ماگماهای آهکی قلیایی دارای سه بخش LREE, MREE, HREE هستند که این امر اهمیت عناصر خاکی نادر میانه (MREE)ها را نشان می‌دهد و بیانگر این است که آمفیبول به‌عنوان یک کانی آبدار متبلور شده از مذاب‌های آبدار مناطق فرورانش در تشکیل آن‌ها نقش بسیار مهمی داشته است [۱۵، ۲۸، ۳۶، ۳۷].

ناهنجاری منفی Eu وقتی رخ می‌دهد که فلدسپار از مذاب فلسیک طی جدایش بلورین و یا ذوب بخشی جدا شود [۲۸]. این در حالی است که تبلور همزمان آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های اسیدی و تبلور همزمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازیک می‌تواند موجب حذف ناهنجاری Eu شود. کلینوپیروکسن و آمفیبول دارای ناهنجاری منفی Eu و پلاژیوکلاز دارای ناهنجاری مثبت Eu است. حضور کانی‌های نام برده در کنار هم موجب تعدیل ناهنجاری Eu می‌شود [۳۸]. بنابراین، وجود ناهنجاری جزئی منفی Eu می‌تواند بیانگر تبلور فلدسپار و سپس فلدسپار و آمفیبول در نمونه‌های کوه کلوت قندهاری باشد.

عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) شامل عناصر کم تحرک (Y، Hf، Zr، Ti، Nb و Ta) هستند و غلظت آن‌ها با شیمی سنگ خاستگاه و فرآیندهای بلور- مذاب که هنگام تشکیل سنگ رخ می‌دهد کنترل می‌شود. غلظت LILEها که شامل عناصر متحرک (Ba، K، Rb، Cs، Eu و Sr) هستند، تابعی از فاز سیال است و با سیال‌های آبگین کنترل می‌شود. این عناصر بیشتر در پوسته قاره‌ای تمرکز دارند و می‌توان از آن‌ها برای تشخیص رخداد آلایش پوسته‌ای ماگماها استفاده کرد [۲۸]. در شکل ۸، ناهنجاری منفی HFSEها و مقدار بالای LILEها نشان می‌دهد که سنگ‌ها به احتمال بسیار در محیط فرورانش تشکیل شده‌اند و شبیه سنگ‌های آتشفشانی وابسته به کمان ماگمایی هستند [۲۸].

بی هنجاری منفی در عناصر Ti، Nb و Ta نیز که غلظت آنها با ایلمنیت، روتیل یا اسفن کنترل می‌شود [۲۸] نشان می‌دهد که گریزندگی اکسیژن در محیط ذوب‌بخشی بالا بوده (مانند مناطق فروانش) که باعث شده است که دمای ذوب کانی‌های دارای این عناصر (روتیل، ایلمنیت و اسفن) افزایش یافته و در ایجاد مذاب شرکت نکنند [۳۹، ۴۰]. بی‌هنجاری این عناصر یک ویژگی مناطق فرورانش کرانه فعال قاره‌ای بوده و بی‌هنجاری منفی Nb شاخص پوسته قاره‌ای است و ممکن است نشان‌دهنده دخالت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد [۲۸].

غلظت عنصر Sr که از عناصر متحرک و LILEهاست، با پلاژیوکلاز کنترل می‌شود. بی‌هنجاری مثبت K و Sr در

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.6.1]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.497]

نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی، بیانگر فراوانی فلدسپار در این سنگ‌هاست. مقدار بالای عنصر U در نمونه‌ها به احتمال بسیار بیانگر دخالت پوسته قاره‌ای در سنگ‌زایی این سنگ‌هاست [۱۵]. Nb و Ta وقتی کانی‌های غنی از Ti چون روتیل، ایلمنیت و اسفن در ذوب یا جدایش بلورین درگیر هستند، جدا می‌شوند [۴۲،۴۱]. روتیل به صورت ویژه Nb و Ta را توزیع می‌کند و به طور مؤثری باعث جدایشNb از Ta می‌شود [۴۳]. وجود ناهنجاری‌های منفی (Zr، Hf، Ti و Nb) و ناهنجاری‌های مثبت از LILEها چون (Cs، Th، Sr، U، K و Pb) در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای آندزیت‌های مورد بررسی بیانگر دخالت فرایندهای در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی یا اجزاء پوسته قاره‌ای در خاستگاه ذوب هستند [۴۴].

در ادامه، برای پی بردن به سنگ خاستگاه احتمالی ماگمای اولیه سازنده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری، از نمودارهای La/Sm-Sm/Lu [۴۵] و Al_2O_3/SiO_2-Na_2O+K_2O [۴۶] استفاده شد (شکل ۱۰). نسبت Sm/Yb بستگی به درصد گارنت درون سنگ خاستگاه دارد. Yb نیز از HREE هاست و به صورت عنصری سازگار در گارنت می‌تواند برای مشخص نمودن کانی‌شناسی سنگ خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری استفاده شود. در نمودارهای رسم شده دو روند اسپینل پریدوتیت و گارنت پریدوتیت دیده می‌شود. این نمودارها نشان می‌دهند که ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی کوه کلوت قندهاری از ذوب بخشی یک خاستگاه اسپینل پریدوتیتی شکل گرفته است. براساس بررسی ضخامت پوسته قاره‌ای در منطقه براساس نتایج زمین فیزیکی [۴۷] ضخامت پوسته در منطقه مورد پژوهش حدود ۴۰ کیلومتر است. وجود بیگانه سنگ‌های آمفیبولیتی در برخی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه نشان می‌دهد که این قطعه‌ها به احتمال بسیار برگرفته از پوسته میانی هستند [۱۰، ۱۱].

بررسی شرایط دما و فشار و عمق تبلور ماگما

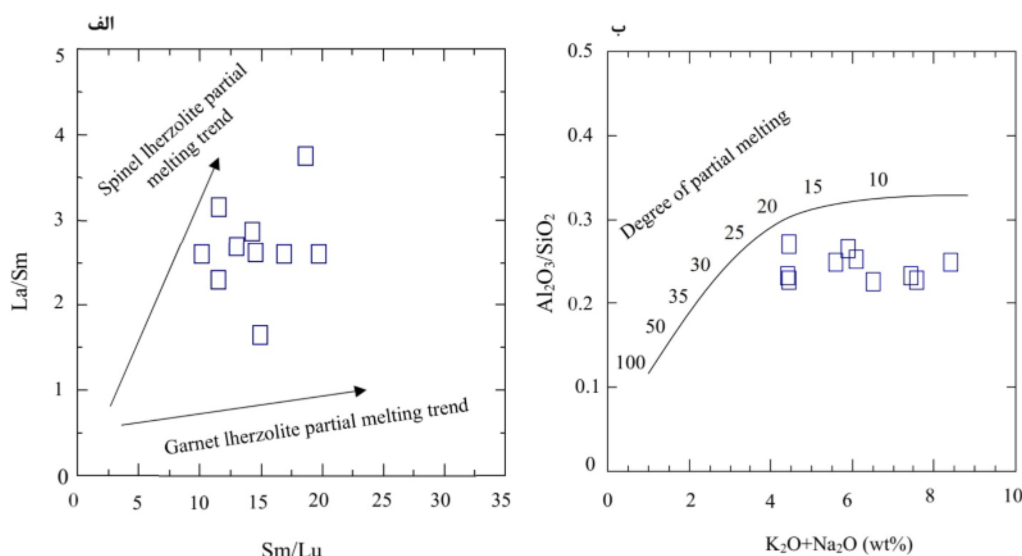
آگاهی از مقدار مولفه‌های دما، فشار و گریزندگی اکسیژن در سامانه‌های ماگمایی کمک بسیار مهمی برای درک و بازسازی سازوکار سنگ‌شناسی سنگ‌هاست. آمفیبول از کانی‌های گسترده در سنگ‌های آذرین و دگرگونی است و یک شاخص مناسب برای زمین دمافشارسنجی محسوب می‌شود [۴۸]. در محیط‌هایی با آب بالای ۱ درصد وزنی و فشار حدود ۱/۵ تا ۱۲ کیلوبار، آمفیبول یک کانی مقاوم است (جدول ۵) [۴۹].

دماسنجی آمفیبول‌ها با روش پیشنهادی مرجع [۵۰]

اتن [۵۰] واسنجی زیر را برای دماسنجی آمفیبول‌های کلسیمی ارائه نموده است:

$$T\,(^{o}C) = (1204\times Ti) + 545 \quad (۱)$$

با این روش، دما برای آمفیبول‌های مورد بررسی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری ۸۳۷ تا ۹۲۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد.



شکل ۱۰ الف- نمودار Sm/Lu نسبت به La/Sm [۴۵] و ب- نمودار K_2O+Na_2O نسبت به Al_2O_3/SiO_2 [۴۶] برای تعیین نوع سنگ خاستگاه و درجه ذوب بخشی آن برای ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری.

جدول۵ دما و فشار زوج کانی پلاژیوکلاز-آمفیبول محاسبه شده به روش مرجع [۴۸].

شماره نمونه	B1	E1	F1	G1
T (°C) HB2	۸۴۴/۴	۸۱۵/۹	۸۸۹/۱	۸۶۱/۱
P(kb) HB2	۴/۱	۳/۷	۱/۱	۳/۵

دماسنجی با استفاده از زوج کانی پلاژیوکلاز- آمفیبول

برای دماسنجی سنگ‌های مورد بررسی افزون بر آمفیبول می‌توان از زوج کانی پلاژیوکلاز-آمفیبول نیز استفاده کرد. به پیشنهاد هلند و بلاندی [۵۱]، اگر پلاژیوکلاز و آمفیبول در حالت تعادل و با مرز مشخص کنار هم قرار داشته باشند، با استفاده از نتایج تجزیه‌های ریزپردازش و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها، می‌توان دمای تعادل آن‌ها در فشارهای مختلف را بدست آورد. این دماسنجی برای سنگ‌های مختلفی چون گرانیتوئیدها، دیوریت، آندزیت و آمفیبولیت کاربرد دارد. برای استفاده از این دماسنج، آمفیبول و پلاژیوکلازهایی که در حالت تعادل در کنار هم قرار داشتند، تجزیه ریزپردازشی شدند و پس از محاسبه فرمول ساختاری، در دماسنجی به کار رفتند. بر این اساس، دما ۸۴۴ تا ۸۸۹ درجه سانتی‌گراد و فشار نیز ۱ تا ۴ کیلوبار به دست آمد.

تعیین فشار و عمق تبلور با استفاده از آمفیبول‌ها

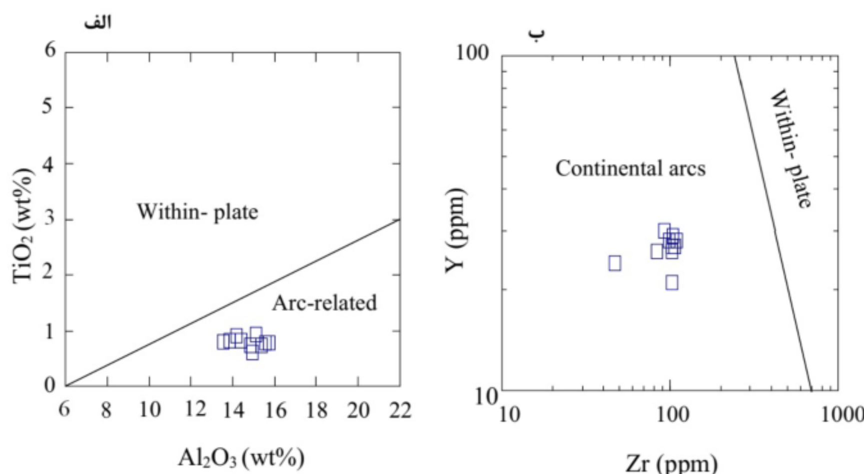
در مورد استفاده از ترکیب آمفیبول‌ها به عنوان یک فشارسنج گزارش‌های بسیاری وجود دارد که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به واسنجی پیشنهادی اشمیت [۵۲] اشاره کرد. با استفاده از این واسنجی، می‌توان نتیجه گرفت که آمفیبول‌های مورد بررسی در فشار ۶ تا ۸ کیلوبار متبلور شده‌اند. باتوجه به فشارسنجی آن‌ها مشخص شده است که آمفیبول‌ها در دو عمق متبلور شده‌اند یعنی دارای دو گستره فشاری هستند. از این رو، به احتمال بسیار تبلور آمفیبول‌ها طی صعود انجام شده و یا دو مرحله توقف ماگما رخ داده است.

$$P\ (\pm 0.6\ \text{kbar}) = -3.01 + 4.76\ \text{Altot} \qquad (۲)$$

باتوجه به رابطه $(\text{km})=3.02\ P\ (\text{kbar}) + 5$ عمق) [۵۳] و فشارهای به‌دست آمده از روش بالا، می‌توان پی برد که آمفیبول‌های مورد بررسی در عمق ۲۳ تا ۲۹ کیلومتر متبلور شده‌اند.

تعیین محیط زمین‌ساختی

داده‌های زمین‌شیمیایی به ویژه عناصر کمیاب، اطلاعات مهمی در مورد خاستگاه و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های یک منطقه می‌دهند. از این رو، از نمودارهایی بر اساس عناصر اصلی و همچنین عناصر کمیاب برای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه کوه کلوت قندهاری استفاده شد. برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های منطقه کوه کلوت قندهاری براساس نتایج تجزیه سنگ کل، از نمودارهای مرجع [۵۴] استفاده شد (شکل ۱۱). بر این اساس، محیط تشکیل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن یک کمان ماگمایی است که ویژگی یک فعالیت ماگمایی در ارتباط با فرورانش به زیر مناطق قاره‌ای را دارد.



شکل۱۱ نمودارهای زمین شیمیایی تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در کوه کلوت قندهاری برگرفته از مرجع [۵۴].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.6.1]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.497]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.6.1]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.497]

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه کلوت قندهاری در نزدیکی گسل کویر بزرگ و در بخش‌های شمال غربی انارک برونزد دارند. فعالیت ماگمایی ائوسن در شمال غرب انارک ارتباط مشخصی با گسل‌های اصلی منطقه دارد و از روند آن‌ها پیروی می‌کند. سنگ‌های مورد بررسی افیولیت عشین را قطع کرده‌اند و همراه با استوک دیوریتی- گابرویی ائوسن پسین دیده می‌شوند. این سنگ‌ها بیشتر از نوع آندزیت و از سری آهکی قلیایی هستند که از ذوب‌بخشی یک اسپینل پریدوتیت گوشته سنگ کره‌ای ایجاد شده‌اند. در سنگ‌های آتشفشانی منطقه کوه کلوت قندهاری، بیگانه سنگ‌هایی از جنس آمفیبولیت دیده می‌شوند که با کاهش مقدار پلاژیوکلاز در آن‌ها، آمفیبولیت‌ها به‌تدریج به هورنبلندیت تغییر می‌کنند. شواهد صحرایی نشان می‌دهند که ماگمای برگرفته از ذوب گوشته، طی عبور از پوسته قاره‌ای قطعه‌هایی از جنس آمفیبولیت (بیگانه سنگ) را با خود به سطح زمین آورده است.

ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های زمین-شیمیایی مربوط با فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر قاره است و شبیه سنگ‌های آذرین موجود در یک محیط کمان آتشفشانی هستند. با توجه به نزدیکی جغرافیایی این سنگ‌ها به افیولیت عشین، می‌توان گفت که شاید فرورانش پوسته اقیانوسی عشین – نایین در سنگ‌زایی این سنگ‌ها دخالت داشته باشد.

در اثر فرورانش و آبزدایی پوسته اقیانوسی عشین و نایین، اسپینل لرزولیت‌های گوه گوشته سنگ کره‌ای دچار ذوب بخشی شده و ماگمای برآمده از ذوب‌بخشی، پس از صعود از درون پوسته قاره‌ای، سنگ‌های آتشفشانی با ماهیت آهکی قلیایی را در زمان ائوسن ایجاد نموده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی دانشگاه اصفهان تشکر می‌نمایند.

مراجع

[1] Shahabpour J., *"Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt",* Journal of Asian Earth Science 30 (2007) 652-665.

[2] Mohajjel M., Fergusson C.L, Sahandi M.R., *"Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran",* Journal of Asian Earth Science 21 (2003) 397-412.

[3] Alavi M., *"Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and Tectonophysics",* 229 (1994) 211-238.

[4] Dercourt J., Zonenshain L., Ricou L.E., Kazmin G., LePichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbortshikov I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.C, Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Biju-Duval B., *"Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias",* Tectonophysics 123 (1986) 241-315.

[5] Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., Berberian, M., *"Late Cretaceous and Early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran",* Journal Geological Society of London, 139 (1982) 605-614.

[6] Berberian M., King G.C.P., *"Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran",* Canadian Journal of Earth Science 18 (1981) 210-265.

[7] Takin M., *"Iranian geology and continental drift in the Middle East",* Nature 235(5334) (1972) 147-150.

[8] Jamshidzaei A., Torabi G., Morishita T., Tamura A., *"Eocene dike swarm and felsic stock in Central Iran: roles of metasomatized mantle wedge and Neo-Tethyan slab",* Journal of Geodynamics 145 (2021) 101844.

[9] Griffin W. L., O'Reilly S. Y., *"Mantle-derived sapphirine",* Mineralogical Magazine 50 (1986) 635–640.

[10] Weber B., Hecht L., *"Petrology and geochemistry of metaigneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico",* Precambrian Research 124 (2003) 41- 67.

[11] Rudnick R. L., Gao S., *"Composition of the continental crust. In: The Crust (ed. R. L. Rudnick)",* Elsevier (2003) 1- 64.

[12] Aghanabati A., *"Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian)"*, Iran (2004).

[13] Serra-keel J., *"Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene",* Bulletin of Geological Society of France 169 (2) (1998) 281-299.

[14] Aistov L., Melnikov B., Krivyakinb and Morozov L., *"Geology of the Khur area (Central Iran) "*, Geological Survey of Iran (1984) Tehran.

[15] Ghaderi Rehnani M., *"Petrology of Eocene volcanic rocks in the northwest of Zavar (NE of*

[27] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxenes",* Contributions to Mineralogy and Petrology 27 (1989) 143-156.
[28] Rollinson H. R., *"Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation",* Longman Scientific & Thechnics the University of Michigan (1993) 352 P.
[29] Cox K.G., Bell J. D., Pankhrust R.J., *"The interpretation of igneous rocks",* George, Allen and Unwin. London (1979) 450 p.
[30] Winchester J. A., Floyd P. A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements* ", Chemical geology 20 (1977) 325-343.
[31] Irvine T. N., Barager W. R. A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks",* Canadian Journal of Earth Science 8 (1971) 523.
[32] Sun S. S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, Magmatism in Ocean Basins"*, Journal of Geological Society of London Specific Publication 42 (1989) 313-345.
[33] Yu Q., Ge W.C., Zhang J., Zhao G.C., Zhang Y.L., Yang H., "*Geochronology, Petrogenesis and tectonic implication of Late Paleozoic volcanic rocks from the Dashizhai Formation in Inner Mongolia NE China",* Gondwana Research 43(2) (2017) 164–177.
[34] Winter J.D., *"An introduction to igneous and metamorphic petrology",* Prentice Hall publication New Jersy (2001) 699 p.
[35] Peccerillo A., Dallai L., Frezzotti M.L., Kempton P.D., *"Sr–Nd–Pb–O isotopic evidence for decreasing crustal contamination with ongoing magma evolution at Alicudi volcano (Aeolian arc, Italy): implications for style of magma-crust interaction and for mantle source compositions"*, Lithos 78(1-2) (2004) 217–233.
[36] Torabi G., *"Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran) An evidence of CEIM confining oceanic crust subduction",* Island Arc 19 (2) (2010) 277-292.
[37] Bayat F., *"Petrology of metabasites in Meraji and Chah Palang areas (NE of Isfahan province) (in Persian) ",* M.Sc. Thesis, University of Isfahan (2009) 161 p.
[38] Martin H., *"Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids",* Lithos 46 (1999) 411-429.
Anarak, Isfahan Province) (in Persian) ", M.Sc. Thesis, University of Isfahan (2019) 125 p.
[16] Khalili Gelsefidi R., *"Petrology of Eocene volcanic rocks in the Gooreh Mountain (NW of Anarak, Isfahan Province) (in Persian) "*, M.Sc. Thesis, University of Isfahan (2020) 248 p.
[17] Ansari Kish R., *"Petrology of Eocene-Oligocene volcanic rocks in the Band-e-Siah Mountain (NW of Anarak, Isfahan province) (in Persian) ",* M.Sc. Thesis, University of Isfshsn (2020) 117 p.
[18] Sayari M., *"Petrology of Eocene volcanic rocks in north of Anarak area (NE of Isfahan Province) (in Persian)",* M.Sc. Thesis, University of Isfahan (2006) 119.
[19] Goli Z., *"Petrology of Eocene volcanic rocks in southwest of Choupanan (NE of Anarak, Isfahan Province) (in Persian) ",* M.Sc. Thesis, University of Isfahan (2013) 150 p.
[20] Torabi G., *"Petrology of Volcanic Shoshonites in South of Ashin, and Age Determination of Igneous Carbonates by Using the Fission Track Method (West of Anarak, North-east of Isfahan Province) (in Persian) ",* Two quarterly research journals of Isfahan University of Basic Sciences 25 (3) (2006) 1-13.
[21] Davoudzadeh M., *"Geology and petrology of the area north of Nain, Central Iran"*, Geological Survey of Iran (1972) Report 14.
[22] Middlemost E. A. K., *"Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks Chem",* Geology (1989) 77 19-26.
[23] Asiabanha A., *"Igneus and Metamorphic rocks under the microscope (in Persian)",* Publication University of Imam Khomeini (1993) 259 p.
[24] Shelly D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope",* Chapman and Hall, London (1993) 445 P.
[25] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rock-forming minerals (2nd ed.)"*, Longman London (1992) 696 p.
[26] Leake B.E., Wolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., whittaker E.J.W., Youzhi G., *"Nomenclature of Amphiboles, Report of the subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names",* European Journal of Mineralogy 9 (1997) 623-651.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.6.1]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.497]

basic magmas", Chemical Geology 71(4) (1988) 355–364.

[47] Motaghi K., Tatar M., Priestley K., Romanelli F., Doglioni C., Panza G.F., *"The deep structure of the Iranian Plateau"*, Gondwana Research 28 (2015) 407-418.

[48] Li Y., *"Crystal chemistry, microstructures, and petrologic implication of the amphiboles from the blueschists of Southwestern Oregon"*, M.Sc. Thesis, Brigham Young University, Utah, United States (1998) 74.

[49] Simakin A., Zakrevskaya O., Salova T., *"Novel Amphibole geo-barometer with application to mafic xenoliths"*, Earth Science Research 1(2) (2012) 82-97.

[50] Otten M. T., *"The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 86(2) (1984) 189-199.

[51] Holland T., Blundy J., *"Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-47.

[52] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304-10.

[53] Scarrow J. H., Cox K. G., *"Basalts generated by decompressive adiabatic melting of a mantle plume- a case study from the Isle of Skye, NW Scotland"*, Journal of Petrology 36 (1995) 3-22.

[54] Muller D., Groves D.I., *"Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization"*, Springer Berlin (1997) 398 p.

[39] Foley S. F., Wheller G.E., *"Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanic rocks and continental potassic igneous rocks, The role of titanites"*, Chemical Geology 85 (1990) 1-18.

[40] Saunders A. D., Tarncy J., Weaver S. d., *"Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula, implications for the genesis of calc alkaline magmas"*, Earth and Planetary Science Letters 6 (1980) 344-360.

[41] Green T. H., Pearson N. J., *"Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P,T"*, Chemical Geology 54 (1986) 185-201.

[42] Green T.H., *"Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust–mantle system"*, Chemical Geology 120(3-4) (1995) 347-359.

[43] Foley S. F., Barth M. G., Jenner G. A., *"Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas"*, Geochimica and Cosmochimica Acta 64 (2000) 933-938.

[44] Yu J.H., O'Reilly S.Y., Zhang M., Griffin W.L., Xu X., *"Roles of melting and -metasomatism in the formation of the lithospheric mantle beneath the Leizhou Peninsula, South China"*, Journal of Petrology 47(2) (2006) 355-383.

[45] Tegner C., Lesher C.E., Larsen L.M., Watt W.S., *"Evidence from the rare-earth element record of mantle melting for cooling of the Tertiary Iceland mantle plume"*, Nature 395(3) (1998) 591–594.

[46] Chen C.H., *"Estimation of the degree of partial melting by Na_2O+K_2O and Al_2O_3/SiO_2 of*